

VARIABILIDAD QUIMICA Y MINERALOGICA DE LAS FACIES GLAUCONITICAS DEL SECTOR NORTE DEL MARGEN CONTINENTAL DEL MAR DE ALBORAN

M. C. Domínguez *, E. García Romero **, A. La Iglesia ***, J. V. Navarro Gascón ****,
A. Santos Sánchez, ***** y C. Viedma Molero **

RESUMEN

Se han estudiado granos glauconíticos de los sedimentos superficiales de la plataforma y talud continentales (profundidades entre 50 y 225 m) de la Cuenca del Mar de Alborán, frente a la localidad de Benalmádena (Málaga).

Se han diferenciado tres tipos morfológicos de granos glauconíticos, cuya abundancia varía en función de su tamaño y de la profundidad a la que se encuentran. Las técnicas de difracción de rayos-X, microscopia electrónica de barrido y microsonda electrónica indican una relación entre el color y morfología de los granos y la evolución mineralógica y química en función de la profundidad.

La evolución mineralógica consiste en un proceso de reorganización desde fases amorfas y/o esmectíticas hasta fases más ordenadas del tipo glauconita 1M. Dicho ordenamiento estructural va acompañado de un aumento del contenido de K y Si y disminución de Ca, Al y Fe.

Palabras clave: *Glauconita, Mar de Alborán.*

ABSTRACT

Three morphological types in glauconite grains have been observed in shallow marine sediments from the Alboran Sea, off-shore Benalmádena (Málaga, Spain). The samples were taken at depths of 50 to 225 m. XRD, SEM, and EPMA studies reveal a relationship between depth and different parameters such as colour, morphology, structure and chemistry of the glauconitic phase. As depth increases the mineral phase evolves from amorphous and/or smectitic types to the ordered 1M glauconite phases. This evolution is accompanied by an increase in K and Si and a depletion in Ca, Al and Fe.

Key words: *Glauconite, Alborán Sea.*

Introducción

Los sedimentos glauconíticos tienen importancia en la interpretación sedimentológica de las unidades estratigráficas en las que aparecen depositados. Su presencia se asocia con bajas tasas de sedimentación en medios marinos de plataforma y talud continentales y se utilizan como indicadores de etapas transgresivas y regresivas (Odin y Matter, 1981; Van Houten y Purucker, 1984; Amorosi, 1995; Rao *et al.*, 1995).

Los diferentes grados de evolución de los minerales glauconíticos están relacionados con cambios en las condiciones de la sedimentación ya que su grado de madurez refleja el tiempo de permanencia en el fondo del mar antes del enterramiento (Galán *et al.*, 1989; Nieto *et al.*, 1996; Amorosi, 1997). Sus características morfológicas, mineralógicas y químicas, así como las condiciones genéticas que se pueden deducir de ellas, han sido ampliamente estudiadas por diferentes autores (Bentor y Kastner, 1965; Tapper y Fanning, 1968; Odin y Matter,

* Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. E. U. Santa María. Universidad Autónoma. Madrid.

** Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad Ciencias Geológicas. UCM.

*** Instituto de Geología Económica. CSIC. Madrid.

**** Instituto del Patrimonio Histórico Español. Madrid.

***** Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad Química. Universidad Cádiz.

1981; Ireland *et al.*, 1983; Odom, 1984; Bornhold y Giresse, 1985; Galán *et al.*, 1989; Amorosi, 1995 y 1997; Nieto *et al.*, 1996); los cuales distinguen las siguientes fases dentro de los minerales glauconíticos: a) glauconita ordenada 1M, con menos de un 10 % de capas expandibles; b) glauconita desordenada 1Md, con presencia de 10-20 % de capas expandibles intercaladas; c) interestratificados glauconita-esmectita, contienen entre un 20-60 % de capas expandibles. El contenido en K disminuye progresivamente desde el término glauconita 1M hasta los interestratificados con alta proporción de esmectita.

Actualmente se admite la neoformación como el proceso genético que origina estos minerales, mediante un proceso de precipitación directa se forma un interestratificado glauconita-esmectita o una esmectita rica en Fe. Al mismo tiempo se puede producir la disolución de minerales precursores cuya composición no influye en el proceso de glauconitización; la fase que se forma inicialmente, de baja cristalinidad, evolucionará hacia minerales glauconíticos mejor cristalizados al incorporar K a su estructura. Se requiere que el sustrato se encuentre en un microambiente semiconfinado, de alta actividad iónica, que favorece la incorporación de K y Fe, además del Si, Al, Mg, a la reacción química. La glauconitización se produce en la interfase agua-sedimento, probablemente en la zona de transición entre condiciones reductoras, favorecidas por la presencia de materia orgánica, y oxidantes.

En este trabajo se estudia la facies glauconítica de los sedimentos recientes del margen septentrional del Mar de Alborán, con el objetivo de caracterizar morfológica y mineralógicamente los distintos tipos de granos glauconíticos, establecer la secuencia evolutiva y conocer su génesis.

Materiales estudiados y métodos de trabajo

El Mar de Alborán es la cuenca más occidental del Mediterráneo; en sus márgenes la plataforma continental es relativamente joven, bastante irregular y generalmente estrecha, con 5 kilómetros de media en la costa española. La ruptura de pendiente, que define el talud continental, tiene lugar entre 100 y 150 metros de profundidad con una pendiente bastante acusada (F. J. Hernández Molina, 1993).

La Cuenca de Alborán se caracteriza por la interacción de las aguas superficiales atlánticas frías y altamente turbulentas con las aguas mediterráneas más calientes y salinas; en esta cuenca las secuencias basales holocenas se desarrollan en un contexto transgresivo, puesto que se produce un ascenso rápido entre los 13.000 y 6.500 años, momento en el que el nivel del mar alcanza su máximo eustático. Desde los 6.000 años hasta la actualidad la estabilización en la tendencia eustática condicionó la progradación sedimentaria sobre la plataforma, los prismas litales y deltas se han desarrollado, coincidiendo con un retroceso generalizado del nivel del mar, hasta la situación actual. En los sedimentos actuales, que se distribuyen en una cobertera de

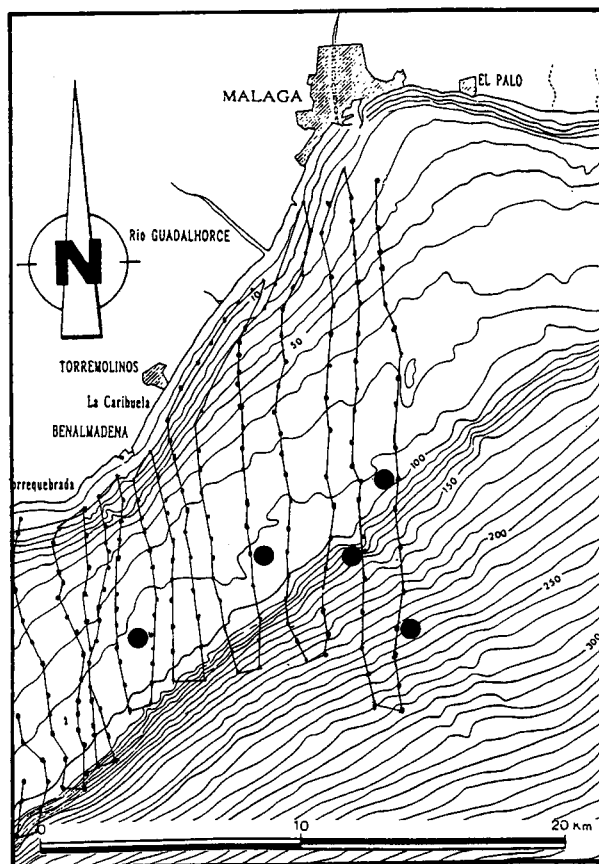
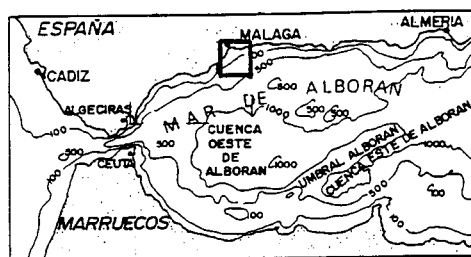


Fig. 1.—Esquema de situación del área estudiada, incluyendo los puntos muestreados en la campaña de prospección geofísica marina realizada en el año 1973 por el buque «Investigador». El símbolo ● indica la situación de las muestras estudiadas en este trabajo.

potencia variable, se observa una gran variedad composicional y textural, diferenciándose gravas, arenas y fangos (calcáreos y no calcáreos).

Se han estudiado sedimentos superficiales de la plataforma y talud continentales situados frente a la localidad de Benalmádena (Málaga) (figura 1). Las muestras fueron obtenidas mediante dragas tipo Shypek durante la Campaña de Prospección Geofísica Marina en el Margen Continental de las provincias de Granada y Málaga, realizada en el año 1973 a bordo del buque «Investigador», por la Consejería de Economía y Hacienda de la Junta de Andalucía y el Servicio de Geología Marina del ITGE.

Los sedimentos más superficiales muestreados son los que nos han servido para el estudio de los granos glauconíticos y corresponden a los siguientes tipos:

1) Arenas y arenas limosas de plataforma externa, se disponen preferencialmente desde la plataforma externa hasta el borde de la plataforma, entre 90 y 110 m de profundidad. Texturalmente se caracterizan por tener contenidos importantes en arenas, un contenido menor de gravas y porcentajes elevados de fango. Los componentes de la fracción arena son: terrígenos (15-50 %), glauconita (5-10 %), carbonatos y altos contenidos en bioclastos.

2) Arenas fangosas de derrame del borde de plataforma, se localizan desde el borde de la plataforma hasta el talud superior, alrededor de 150 m de profundidad. Texturalmente se caracterizan por tener pequeños porcentajes de grava y relativamente importantes de arenas y fango; los componentes de la fracción arena están constituidos por glauconita (39 %), escasos bivalvos y foraminíferos.

3) Fangos gravitatorios, limos arenosos del talud superior. Son sedimentos fangosos de color pardo verdoso que se encuentran sobre el talud superior a partir de 150 m de profundidad. Texturalmente se caracterizan por ser sedimentos con un 50-90 % de fango; presentan porcentajes de carbonatos entre 10-30 %, Ercilla (1992) hace una descripción exhaustiva de la composición caracterizándolos por tener abundantes minerales ligeros, mica, glauconita y bioclastos integrados por foraminíferos planctónicos y bentónicos.

Nuestro estudio se realizó sobre los granos glauconíticos de muestras de sedimentos superficiales situados a profundidades entre 50 y 225 m. Estos sedimentos no han sido sometidos a enterramiento y por eso no han sufrido modificaciones diagenéticas, lo que nos permite estudiar los procesos sedimentológicos y genéticos debidos al contacto con el ambiente marino.

Las fracciones de los sedimentos arenosos, ricos en glauconita se separaron por tamaños mediante tamizado, obteniéndose de esta forma, cuatro granulometrías diferentes para cada muestra 1 Ø, 2 Ø, 3 Ø, 4 Ø.

En primer lugar, las muestras se observaron bajo lupa binocular para hacer una primera clasificación en función de la forma, color y tamaño de los granos. Después se obtuvieron concentrados de granos de glauconita con ayuda de un imán de neodimio. Con ellos se prepararon láminas delgadas que fueron estudiadas con un microscopio óptico de luz transmitida, lo que permitió observar con detalle otros aspectos del interior de los granos glauconíticos como color, inclusiones o estado de relleno de las cámaras internas de los bioclastos y presencia de grietas.

La caracterización mineralógica se realizó mediante difracción de rayos-X (DRX); utilizando el método de polvo para determinar la composición global de los granos concentrados y el de agregado orientado, sucesivamente solvatado con etilenglicol y calentados a 550° C, para la fracción inferior a 20 micras. El equipo empleado ha sido un difractómetro Phillips PW 1710 empleando radiación Cu K α , monocromador de grafito y, en los casos que fue necesario, portamuestras de monocristal de silicio.

El estudio de la fábrica de los granos se efectuó con microscopía electrónica de barrido, realizando microanálisis mediante energías Dispersivas de Rayos X (SEM-EDX), en un microscopio Jeol-5800 equipado con un sistema de microanálisis Oxford Link Pentafet. Con este mismo equipo se realizaron análisis de imágenes obtenidas por electrones retrodispersados y mapas digitales de la distribución de los elementos presentes en las muestras.

Finalmente se realizaron análisis químicos puntuales en partículas representativas de los distintos tipos morfológicos con una Microsonda Electrónica, Jeol JXA-8900M, a partir de los cuales se obtuvieron las fórmulas estructurales de los minerales.

Resultados

Mediante lupa binocular se han diferenciado tres tipos morfológicos de granos glauconíticos (fig. 2): Tipo 1. Bioclastos parcial o totalmente rellenos de

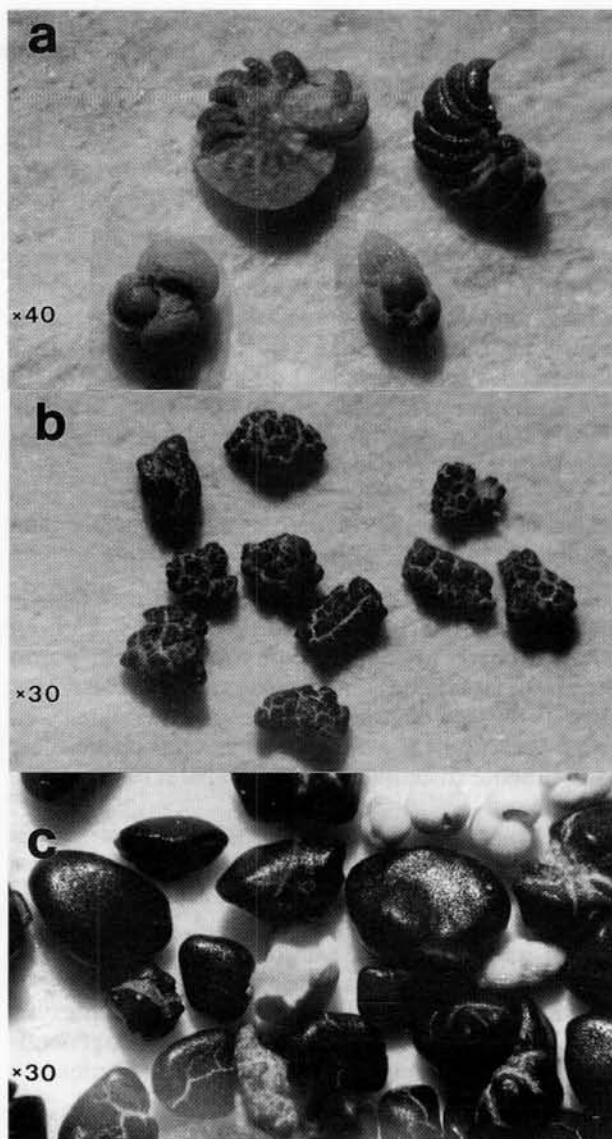


Fig. 2.—Fotografías realizadas con lupa binocular de los distintos tipos morfológicos. a) Granos de tipo 1, se observan bioclastos parcial o totalmente rellenos de material glauconítico. b) Granos de tipo 2A, presentan formas lobuladas o arracimadas. c) Granos de tipo 3, formas esferoidales y ovoidales con superficie lisa y en algunos agrietada.

material de color verde claro. Tipo 2. Granos de color verde claro, con formas lobuladas o arracimadas (subtipo 2A) y de otras formas con contornos menos lobulados (subtipo 2B). Tipo 3. Granos de color verde muy oscuro, casi negro, de formas esferoidales y ovoidales; su superficie es bastante lisa y en algunos casos está agrietada.

Se observa que en las muestras tomadas a mayor profundidad, aproximadamente 225 m, la proporción de granos del tercer tipo alcanza el 90 % en las

fracciones más gruesas (1 Ø y 2 Ø). En la granulometría 3 Ø se observa una ligera disminución del porcentaje de granos lisos y oscuros a favor del incremento de los lobulados de color verde claro. En el tamaño 4 Ø el porcentaje de granos de los tipos 2 y 3 no supera el 10 %, el resto de la muestra está compuesto por bioclastos o fragmentos de rocas y minerales.

Esta misma tendencia se observa en las muestras tomadas a distintas profundidades, disminuye el porcentaje total de granos glauconíticos en las muestras menos profundas. Así se observa que en las más superficiales (menos de 100 m) son mayoritarios los bioclastos parcialmente rellenos de material verde claro, siendo muy pequeña la cantidad de granos del tipo 3 predominando los de color verde claro.

Al estudiar las láminas delgadas con microscopio óptico se observan las siguientes características para los distintos tipos de granos:

Los granos de tipo 1 son bioclastos rellenos de material heterogéneo de color marrón, si bien en algunos casos presentan tonos más claros, pardo verdosos. El relleno, en ocasiones, ocupa solamente algunas de las cámaras interiores de la concha y en otros casos todo el volumen, la concha puede estar parcialmente disuelta o haber desaparecido completamente.

Los granos de tipo 2, subtipos A y B, presentan colores variables desde un verde amarillento a pardo claro, en ellos, a veces, aparecen manchas de color marrón oscuro.

Los granos de tipo 3 son de color verde intenso, homogéneos aunque en ocasiones presentan pequeñas variaciones de tonalidad. En algunos se observan grietas de color marrón amarillento o rojizo, generalmente estas grietas se ensanchan hacia los bordes.

Mediante microscopia electrónica de barrido se han descrito los siguientes tipos de fábrica (fig. 3):

Los bioclastos de tipo 1 conservan total o parcialmente el caparazón externo y los tabiques internos, las cámaras internas suelen estar rellenas por material de aspecto masivo en el que, ocasionalmente, se observan láminas incipientes dispuestas de forma aleatoria.

En los granos de tipo 2, subtipos 2A y 2B, se observa una fábrica homogénea, sin variaciones del centro a la periferia. Los contactos entre las láminas son, casi siempre, borde-borde; esta disposición de las partículas se denomina, generalmente, microestructura tectoide (Bennett *et al.*, 1986). Además, las láminas suelen asociarse formando aglomerados pseudoesféricos, dando lugar a una textura glomerular o celular, lo que origina una porosidad muy elevada.

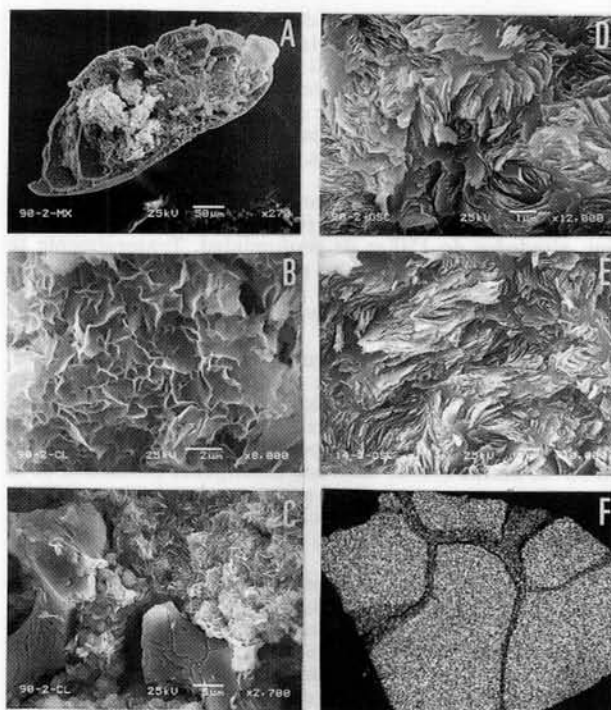


Fig. 3.—Fotografías de microscopia electrónica de barrido. A: Imagen de un bioclasto de tipo A parcialmente relleno. B y C: Imágenes del aspecto que presenta la fábrica en los granos de tipo 2. En la imagen C se pueden observar fragmentos de material alóctono incluidos en el grano. D y E: Imágenes de la fábrica de los granos de tipo 3. F: Mapa digital de la distribución del potasio en una partícula de tipo 3 agrietada.

Los granos de tipo 3 también presentan una fábrica homogénea, sin variaciones desde el interior a la periferia del grano; están formados por láminas bien desarrolladas, dispuestas de forma paralela y escalonada en contacto cara-cara; esta disposición de las partículas se suele denominar stepped (Bennett *et al.*, 1986). Presentan muy baja porosidad.

La difracción de rayos-X ha confirmado la presencia de glauconita 1M en los granos de tipo 3, de interestratificados desordenados $R = 0$ illita/esmectita en los de tipo 2 y de minerales del grupo de las esmectitas en los del tipo 1. La caracterización de estos últimos granos ha sido dificultosa debido a la baja cristalinidad de las fases minerales y a la presencia de materiales amorfos en las muestras. Estos resultados son similares a los publicados por Bontor y Kastner (1965), Odom (1984) y Galán *et al.* (1989).

Los análisis químicos, realizados mediante Microsonda Electrónica, han permitido obtener las fórmulas estructurales de estos minerales, el cálculo se ha hecho para 11 oxígenos, considerando todo el Fe como férrico. En la tabla 1 se presentan fórmulas estructurales representativas de los distintos tipos de granos.

Tabla 1.—Fórmulas estructurales representativas de los distintos tipos de granos.

		Tetraédricos			Octaédricos			Interlaminares		
		Si	Al	Fe ³⁺	Al	Fe ³⁺	Mg	K	Ca	Na
T I P O 1	1	3,54	0,33	0,13		1,62	0,45	0,55	0,07	0,01
	2	3,48	0,35	0,17		1,70	0,33	0,52	0,11	0,02
	3	3,62	0,38		0,04	1,59	0,45	0,39	0,10	0,01
	4	3,52	0,48		0,15	1,55	0,41	0,36	0,10	0,01
	5	3,51	0,49		0,01	1,63	0,46	0,32	0,14	0,01
	6	3,53	0,47		0,07	1,56	0,51	0,27	0,14	0,01
	7	3,59	0,39	0,02		1,70	0,40	0,36	0,07	
	8	3,47	0,53		0,06	1,65	0,37	0,33	0,16	0,01
	9	3,45	0,30	0,25		1,61	0,51	0,46	0,12	
	10	3,49	0,30	0,21		1,59	0,53	0,44	0,12	
T I P O 2 A	11	3,66	0,25	0,09		1,54	0,52	0,54	0,05	0,01
	12	3,51	0,29	0,21		1,63	0,47	0,47	0,10	
	13	3,50	0,30	0,20		1,58	0,52	0,49	0,11	0,01
	14	3,53	0,20	0,27		1,60	0,50	0,45	0,10	0,01
	15	3,49	0,22	0,29		1,55	0,56	0,52	0,11	
	16	3,49	0,21	0,30		1,59	0,53	0,43	0,12	
	17	3,52	0,35	0,13		1,63	0,47	0,48	0,09	
	18	3,51	0,39	0,10		1,60	0,49	0,40	0,15	0,01
	19	3,54	0,37	0,09		1,56	0,55	0,45	0,11	0,01
	20	3,46	0,23	0,31		1,65	0,44	0,45	0,13	0,01
T I P O 2 B	21	3,66	0,34		0,14	1,45	0,46	0,53	0,06	
	22	3,73	0,27		0,10	1,51	0,47	0,35	0,07	
	23	3,69	0,31		0,25	1,39	0,39	0,47	0,06	0,02
	24	3,65	0,35			1,53	0,52	0,64	0,04	
	25	3,71	0,29		0,09	1,44	0,61	0,33	0,08	
	26	3,74	0,22	0,04		1,54	0,56	0,39	0,07	
	27	3,71	0,29		0,02	1,54	0,49	0,51	0,06	
	28	3,68	0,32		0,17	1,35	0,55	0,57	0,05	
	29	3,67	0,33		0,01	1,54	0,50	0,54	0,06	0,01
	30	3,64	0,17	0,19		1,55	0,50	0,57	0,07	
T I P O 3	31	3,70	0,16	0,14		1,48	0,52	0,78	0,02	
	32	3,71	0,08	0,21		1,48	0,51	0,79	0,01	0,03
	33	3,71	0,12	0,17		1,45	0,54	0,79	0,02	
	34	3,69	0,17	0,14		1,47	0,53	0,81	0,02	
	35	3,77	0,11	0,12		1,45	0,51	0,81	0,02	0,01
	36	3,75	0,22	0,03		1,47	0,50	0,79	0,01	0,01
	37	3,71	0,23	0,06		1,50	0,45	0,82	0,02	0,01
	38	3,75	0,09	0,16		1,47	0,48	0,82	0,01	
	39	3,74	0,22	0,04		1,49	0,48	0,78	0,02	
	40	3,61	0,19	0,20		1,53	0,47	0,82	0,02	
G R I E T A S	41	3,65	0,35		0,07	1,53	0,43	0,57	0,06	
	42	3,73	0,18	0,09		1,60	0,42	0,52	0,05	
	43	3,73	0,27		0,04	1,54	0,45	0,49	0,06	
	44	3,71	0,20	0,09		1,57	0,44	0,66	0,03	
	45	3,69	0,30	0,01		1,64	0,39	0,48	0,05	
	46	3,74	0,25	0,01		1,57	0,47	0,46	0,05	
	47	3,68	0,32		0,07	1,58	0,39	0,49	0,04	0,02
	48	3,71	0,27	0,02		1,63	0,40	0,49	0,05	
	49	3,65	0,35			1,53	0,56	0,54	0,05	0,01
	50	3,68	0,26	0,06		1,56	0,45	0,61	0,05	0,01

Las muestras 3, 4 y 11 además tienen 0,01 átomos de Ti.

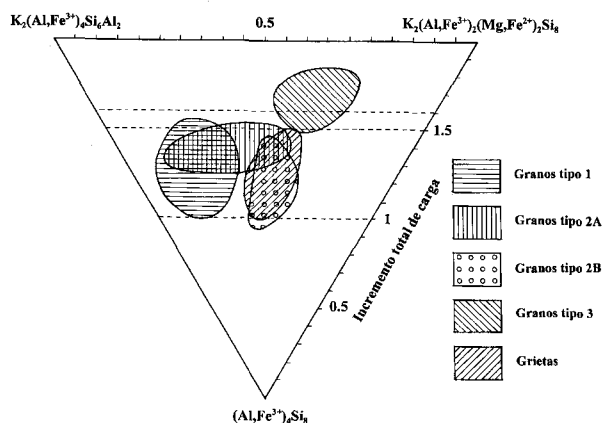


Fig. 4.—Proyección de las composiciones químicas de las distintas partículas analizadas en el diagrama de Newman y Brown (1987). Pueden observarse los campos en los que se agrupan los distintos tipos de granos.

En los granos de tipo 1 se observa una gran variabilidad en la composición química. En las fórmulas calculadas se pueden establecer unas pautas o tendencias bastante claras; la carga interlamina varía entre 0,46 y 0,7; el contenido en potasio entre 0,3 y 0,6 átomos por fórmula unidad y el calcio entre 0,08 y 0,22. Predomina la carga tetraédrica frente a la octaédrica, el contenido medio en silicio es de 3,5 átomos por fórmula unidad y el Al ocupa el resto de las posiciones tetraédricas, al ser muy escasa la presencia de Fe en esta capa. En la capa octaédrica predominan los cationes trivalentes frente a los divalentes, lo que se traduce en una disminución de la carga octaédrica. En el diagrama de Newman y Brown (1987) (fig. 4) las fórmulas químicas de estos materiales se proyectan a veces en el campo de los interestratificados glauconita/Sm y otras en el de las esmectitas. Son los más ricos en aluminio.

En los granos de tipo 2 también se observa gran variabilidad de la composición química. Su carga interlamina, comprendida entre 0,6 y 0,7, es muy parecida a la de los granos de tipo 1 aunque con mayor contenido en K y menor en Ca. En el subtipo 2A predomina la carga tetraédrica frente a la octaédrica (bajo contenido en silicio), mientras que en los del subtipo 2B ambas cargas son similares (mayor contenido en silicio). Las fórmulas calculadas se proyectan en el campo de los interestratificados glauconita-esmectita (fig. 4). Los granos del subtipo 2A son los que presentan el contenido en hierro total más alto de todos los estudiados.

Los del tipo 3 se caracterizan por tener una carga laminar comprendida entre 0,7 y 0,9, con el potasio como principal catión interlamina. La carga octaédrica predomina frente a la tetraédrica, la primera está comprendida entre 0,5 y 0,65; siendo el hierro

el catión mayoritario (con 1,4-1,5 átomos por fórmula unidad), seguido de menores proporciones de Mg (0,43-0,52). La carga tetraédrica está comprendida entre 0,22 y 0,28 con el aluminio como catión trivalente mayoritario.

También se han realizado análisis en las grietas y se observa una notable disminución de la carga interlamina (0,5-0,6) junto con la disminución del K; el aumento del Fe VI provoca la disminución de la carga octaédrica y, por tanto, la de la lámina, dado que la carga tetraédrica no cambia. Al proyectar estas fórmulas en el triángulo utilizado por Newman y Brown (1987) se observa que se sitúan en el campo de las glauconitas, excepto las correspondientes a las grietas que se proyectan en el campo de los interestratificados glauconita-esmectita (fig. 4).

Discusión y conclusiones

A partir de los resultados obtenidos en el estudio por microscopía óptica y electrónica, análisis químico y difracción de rayos X, se puede establecer un proceso de evolución mineralógica desde los granos tipo 1 a los tipos 3. Esta evolución parte de un material pobremente ordenado, esmectítico, hasta un material micáceo altamente evolucionado, lo cual concuerda con los estados de evolución establecidos por Odin (1981) y Amorosi (1995) para los minerales glauconíticos.

En efecto, la difracción de rayos-X de los granos de tipo 1 confirma la existencia de fases muy poco cristalinas, como esmectitas desordenadas, junto con fases amorfas. Este resultado está de acuerdo con el hecho de que, en la mayoría de los casos, las composiciones químicas de las distintas partículas analizadas no cumplen relaciones estequiométricas que permitan asignarlas a un mineral concreto. Sin embargo, cuando las proporciones permiten ajustar la fórmula química, ésta corresponde a esmectita y glauconita-esmectita. Por otra parte, los granos de este tipo presentan grandes variaciones composicionales, denotando su heterogeneidad, como pone de manifiesto el diagrama de la figura 4.

Los diagramas de difracción de los granos de tipo 2 indican, por un lado, el aumento de la cristalinidad de las fases y, por otro, la existencia de minerales interestratificados. De la misma forma, los granos de tipo 3 son los más cristalinos y los diagramas de difracción corresponden a una mica de tipo glauconita 1M. Las composiciones químicas de los granos de tipo 2 se pueden ajustar a fórmulas de interestratificados glauconita-esmectita y los de tipo 3 a las de glauconita, en concordancia con los resultados de difracción de rayos-X.

Desde un punto de vista cristaloquímico la evolución de los granos consiste en un aumento en el contenido medio en potasio interlaminar (excepto en las zonas de grietas), un ligero aumento del contenido medio de silicio, y una disminución del aluminio tanto tetraédrico como octaédrico. El contenido medio de magnesio permanece, más o menos, constante en los distintos tipos de granos. Sin embargo, los que más hierro contienen son los granos menos evolucionados (tipos 1 y 2A). En general se observan importantes variaciones en granos del mismo tipo (tabla 1). La carga tetraédrica desciende desde el tipo 1 al 3, mientras que la octaédrica aumenta en mayor proporción. El resultado final es un aumento neto de la carga interlaminar compensada por el aumento de potasio.

La comparación de estos resultados con los obtenidos por microscopía electrónica y microscopía óptica establece una clara relación entre la evolución mineralógica y el color y morfología de los granos. Así, podemos asociar el color verde oscuro a granos glauconíticos más evolucionados, con un mayor grado de cristalinidad, lo que está de acuerdo con lo establecido por Odin (1981) en cuanto a la relación entre el color y la morfología de los granos y la evolución de la glauconita autigénica.

Por otra parte, existe también una relación entre la composición mineralógica y la profundidad. En efecto, la distribución de las morfologías en función de la profundidad indica que no hay un transporte general perpendicular a la costa. Por tanto, cada tipo de grano caracteriza la mineralogénesis *in situ* a lo largo de una banda paralela a la costa. Los granos que aparecen a menor profundidad corresponden al material menos evolucionado, tipo esmectítico, mientras que los más evolucionados, tipo mica glauconita, se encuentran a profundidades en torno a los 200 m.

Esta distribución de los minerales en relación a la profundidad tiene una doble justificación: por una parte el grado de evolución está condicionado por el tiempo de la presencia de agua de mar por encima de los sedimentos y, por otra, por las condiciones locales específicas que favorezcan más o menos los procesos de glauconitización y que Odin (1988) establece como óptimas justamente en los 200 m.

La naturaleza del sustrato sobre el que se inicia la glauconitización parece ser heterogénea. En los granos de tipo 1, constituidos por bioclastos rellenos de un material esmectítico, tiene lugar el proceso de glauconitización mediante dos vías simultáneas. Por una parte el propio bioclasto, compuesto fundamentalmente por carbonatos, presenta una gran alterabilidad y, por tanto, gran facilidad para generar poros, cuya presencia es indispensable en el proceso de glauconitización (Lamboy, 1975). Sin

Tabla 2.—Fórmulas estructurales promedio de los distintos tipos de granos. Tipo 1, promedio de 11 análisis. Tipo 2A, promedio de 27 análisis. Tipo 2B promedio de 16 análisis. Tipo 3 promedio de 35 análisis.

Tipo de granos	1	2A	2B	3	Grietas
Carga lámina	0,66	0,70	0,60	0,84	0,63
Carga IV	0,49	0,45	0,30	0,28	0,30
Carga VI	0,17	0,25	0,30	0,56	0,33
Si	3,51	3,55	3,70	3,72	3,70
Fe IV	0,07	0,19	0,02	0,11	0,03
Fe VI	1,56	1,57	1,49	1,48	1,56
Fe total	1,63	1,76	1,51	1,59	1,59
Al IV	0,42	0,25	0,28	0,17	0,27
Al VI	0,06	0	0,07	0	0,03
Mg	0,47	0,52	0,51	0,5	0,45
K	0,41	0,49	0,48	0,80	0,52
Ca	0,12	0,10	0,06	0,02	0,05
Na	0,01	0,01	0	0	0,01

embargo, creemos que el material de relleno no es, al menos totalmente, autigénico como parece indicar la presencia de minerales claramente alóctonos (figs. 3A y 3C).

Los granos tipo 2A y 2B parecen tener diferente origen. El tipo 2A presenta un contenido en Ca y Fe similar a los tipos 1 (tablas 1 y 2), por lo que, posiblemente, sean un estadio más avanzado en la evolución mineralógica de los de tipo 1. Por otro lado, los tipos 2B, debido a su diferente composición química (mayor contenido en silicio, y menor en hierro y calcio) no parecen tener relación genética con los tipo 1. El estadio evolutivo final de todos estos procesos sería la génesis de la glauconita 1M (granos tipo 3).

Las grietas que presentan los granos más evolucionados se interpretan como resultado del incremento del volumen inicial del mismo. El material que compone estas grietas, como se ve en la figura 3F, es más pobre en potasio y, por tanto, con menor carga interlaminar que la parte no agrietada de estos granos (tablas 1 y 2). Esta disminución de la carga puede deberse a un proceso de oxidación que transforme los iones Fe^{2+} de la capa octaédrica en Fe^{3+} y, consecuentemente, la salida de los iones K^+ necesarios para la conservación de la carga eléctrica de las láminas.

En cuanto a los mecanismos de crecimiento cristallino, la difracción de rayos-X y los estudios microestructurales realizados por microscopía electrónica de barrido sugieren que existe un proceso de reorganización mineralógica que sólo puede ser entendido asumiendo procesos de neoformación y transformación. Es decir, la disolución de un mineral de arcilla previamente formado o heredado, tipo esmectítico, que proporciona los elementos neces-

rios para la formación de microcristales de un mineral más rico en potasio tipo mica glauconita.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto se puede concluir que: a) Los granos estudiados presentan una evolución morfológica de tamaño y color, a la vez que un proceso de evolución mineralógica y química en función de la profundidad; b) La evolución mineralógica consiste en un proceso de reorganización de fases amorfas y esmectíticas hacia fases más ordenadas de tipo glauconita 1M; c) Paralelamente a esta evolución se producen variaciones de la composición química de las fases en el sentido de aumentar el contenido de K y Si, disminuyendo consecuentemente el Ca, Al y Fe; d) Este proceso de evolución mineralógica conlleva una disminución de la carga tetraédrica al mismo tiempo que se produce un notable incremento de la octaédrica, con un resultado neto del aumento de la carga interlaminar.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su sincero agradecimiento al Centro Oceanográfico de Málaga (I.E.O.) y en especial a su Director D. Juan Antonio Camiñas por su colaboración para disponer de las muestras que han sido la base de este trabajo. También al Dr. Hernández Molina por la información y el material puesto a nuestra disposición, que han hecho posible una adecuada caracterización sedimentológica.

Referencias

- Amorosi, A. (1995). Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sed. Res.*, B65, 419-425.
- Amorosi, A. (1997). Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedim. Geol.*, 109, 135-153.
- Bennett, R. H., y Hulbert, M. H. (1986). *Clay Microstructure*. D. Reidel Publishing, 161 págs.
- Bentor, Y. K., y Kastner, M. (1965). Notes on the mineralogy and origin of glauconite. *J. Sed. Petrol.*, 35, 155-166.
- Bornhold, B. D., y Giresse, P. (1985). Glauconitic sediments on the continental shelf off Vancouver Island, British Columbia, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 55, 653-664.
- Ercilla, G. (1992). *Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica)*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 5.667 págs.
- Galán, E., González, I., Mayoral, E., y Vázquez, M. A. (1989). Caracterización y origen de la facies glauconítica de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geol.*, 45, 169-175.
- Hernández Molina, F. J. (1993). *Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán. Modelo de estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 618 págs.
- Ireland, B. J., Curtis, C. D., y Whiteman, J. A. (1983). Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, 30, 769-786.
- Lamboy, M., y Odin, G. S. (1975). Nouveaux aspects concernant les glauconies du plateau continental nord-ouest espagnol. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dynam.*, 17, 99-120.
- Newman, A. C. D., y Brown, G. (1987). *Chemistry of Clays and Clay Minerals*. Mineralogical Society Monograph, n.º 6. Ed. by Newman, A. C. D. Longman Scientific & Technical Mineralogical Society. Londres, págs. 1-128.
- Nieto, L. M., Jiménez Millán, J., Molina, J. M., y Nieto, F. (1996). Peloides de glauconita y apatito en sedimentos carbonatados mesozoicos del sector oriental de la Zona Subbética (provincia de Alicante). *Geogaceta*, 20, 1496-1498.
- Odin, G. S., y Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28, 611-641.
- Odin, G. S., y Fullagar, P. D. (1988). Geological Significance of the Glaucony Facies. In Green Marine Clays. *Developments in Sedimentology*, 45 (G. S. Odin, ed.), Elsevier, Amsterdam, 295-332.
- Odom, I. E. (1984). Glauconite and celadonite minerals. En: S. W. Bailey (ed.), *Reviews in Mineralogy*, 13, 545-572.
- Tapper, M., y Fanning, D. S. (1968). Glauconite pellets: Similar X-Ray patterns from individual pellets of lobate and vermiform morphology. *Clays & Clay Minerals*, 16, 275-283.
- Rao, V. P., Thamban, M., y Lamboy, M. (1995). Verdine and glaucony facies from surficial sediments on the eastern continental margin of India. *Marine Geol.*, 127, 105-113.
- Van Houten, F. B., y Purucker, M. E. (1984). Glauconitic peloids and chamositic ooids. Favorable factors, constraints and problems. *Earth Sci. Rev.*, 20, 211-243.

Recibido el 11 de febrero de 1998.

Aceptado el 26 de marzo de 1998.